

doi: 10.12097/gbc.2022.05.031

琼西南晚白垩世千家岩体矿物学特征及其对岩石成因的约束

陈沐龙^{1,2,3}, 吕昭英^{1,2*}, 马昌前^{4,5}, 薛桂澄^{1,2}, 何玉生^{1,2}, 魏昌欣^{1,2}, 袁勤敏²,
黄武轩², 常振宇², 吕嫦艳²

CHEN Mulong^{1,2,3}, LYU Zhaoying^{1,2*}, MA Changqian^{4,5}, XUE Guicheng^{1,2}, HE Yusheng^{1,2},
WEI Changxin^{1,2}, YUAN Qinmin², HUANG Wuxuan², CHANG Zhenyu², LYU Changyan²

1. 海南省海洋地质资源与环境重点实验室, 海南 海口 570206;

2. 海南省地质调查院, 海南 海口 570206;

3. 海南省资源环境调查院, 海南 海口 570206;

4. 中国地质大学地球科学学院, 湖北 武汉 430074;

5. 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室, 湖北 武汉 430074

1. Hainan Key Laboratory of Marine Geological Resources and Environment, Haikou 570206, Hainan, China;

2. Hainan Provincial Geological Survey, Haikou 570206, Hainan, China;

3. Hainan Resources Environment Survey Institute, Haikou 570206, Hainan, China;

4. Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, Hubei, China;

5. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Wuhan 430074, Hubei, China

摘要: 千家岩体为海南岛典型的晚白垩世早期花岗质杂岩体, 岩石类型主要有花岗闪长岩、二长花岗岩及正长花岗岩, 常见造岩矿物有黑云母、角闪石、斜长石、碱性长石、石英等。为进一步揭示岩石形成过程及源区性质, 反演壳幔相互作用, 本文选取千家岩体, 利用电子探针技术对不同岩石类型中的主要矿物进行了矿物化学分析。结果显示, 角闪石、黑云母均属于壳幔混源成因, 斜长石发育正反环带及振荡环带, 记录了岩浆混合作用的影响。镜下观察发现, 千家岩体各类岩石中存在大量的岩浆不平衡结构, 如斜长石和角闪石的环带结构, 针状产出的磷灰石, 以及斜长石、钾长石和石英的嵌晶结构等, 结合暗色微粒包体的分布组合及形态特征, 认为千家岩体形成中经历了岩浆混合作用。综合来说, 岩石及矿物化学证据均表明, 岩浆混合作用是研究区岩石形成的主因, 矿物学证据表明, 千家岩体岩石类型为 I 型花岗岩, 其源区属钙碱性岩浆, 黑云母矿物化学数据表明岩石形成环境为相对较低的氧逸度。

关键词: 晚白垩世; 海南岛; 千家岩体; 矿物学; 壳幔混合; 地质调查工程

中图分类号: P534.53; P57 **文献标志码:** A **文章编号:** 1671-2552(2024)04-0503-13

Chen M L, Lyu Z Y, Ma C Q, Xue G C, He Y S, Wei C X, Yuan Q M, Huang W X, Chang Z Y, Lyu C Y. Mineralogical characteristics of the Late Cretaceous Qianjia pluton from southwestern Hainan Island and their constraints on petrogenesis. *Geological Bulletin of China*, 2024, 43(4): 503–515

收稿日期: 2022-05-31; 修订日期: 2022-10-27

资助项目: 海南省自然科学基金项目《海南铺前地区碱性-过铝质岩石的成因及其地球动力学意义》(编号: 421QN368)、海南省财政项目《热带雨林国家公园地质遗迹调查评价》(编号: HNDZDC-2020-2)和中国地质调查局项目《海南 1: 5 万加来市、多文市、儋县、中兴镇幅区域地质调查》(编号: 1212011220524)

作者简介: 陈沐龙(1969–), 男, 副研究员, 从事基础地质研究和矿产勘查工作。E-mail: chenml1969@126.com

* 通信作者: 吕昭英(1989–), 男, 高级工程师, 从事基础地质和岩浆岩研究。E-mail: lvzhaoying4264@163.com

Abstract: The Qianjia granitoid pluton is a typical granitic complex in Hainan Island during the Late Cretaceous. The complex consists of three major rock types, i.e., granodiorite, monzogranite and syenogranite. The mineral assemblages commonly composed of biotite, hornblende, plagioclase, alkali feldspar, and quartz. To further reveal the processes of rock formation and the characteristics of their source regions, as well as to infer crust-mantle interactions, this paper selects the Qianjia pluton and utilizes electron microprobe to analyze major elements of major minerals in different rock types. The results show that hornblendes and biotites are likely originated from crust-mantle mixing, and annulus zoned plagioclase may represent a magmatic activity. Microscopic identification shows a large number of magma unbalanced structures occur in the Qianjia pluton, such as embedded crystal structure of plagioclases and hornblendes, and acicular apatites. These phenomena indicate a mixing process for generation of the Qianjia composite magma combines mineral assemblages and morphological characteristics of the enclaves. As a result, the petrological and mineralogical data indicate a crust-mantle mixing generation for the Qianjia granitic complex, the mineralogical data also shows similar characteristic to I-type granites with calc-alkaline magma source, biotites formed in a low oxygen fugacity environment.

Key words: Late Cretaceous; Hainan Island; Qianjia pluton; mineralogical characteristics; crust-mantle mixing; geological survey engineering

I 型花岗岩一般属于钙碱性系列, 属于准铝质—弱过铝质岩石, 具有富钠的特点, 暗色矿物组成中含相当数量的角闪石。越来越多的学者对 I 型花岗岩进行了研究, 少部分学者坚持认为 I 型花岗岩的源区为地壳火成岩区 (Roberts et al., 1993; Clemens et al., 2011)。还有部分学者认为 I 型花岗岩的形成与幔源岩浆的分离结晶作用直接相关 (Soesoo, 2000)。多数学者认为, I 型花岗岩的源区组分中应有相当的幔源岩浆贡献或经历了壳幔混合作用 (Keay, 1997; Gray et al., 2009)。不可否认的是, 典型的富角闪石 I 型花岗岩的起源均有幔源和壳源双重物质的影响 (过铝质 I 型花岗岩除外) (Douce, 1999; Kemp et al., 2007)。华南地区的广东白石冈岩体 (邱检生等, 2005)、浙东南石平川岩体 (李艳军等, 2009)、浙东白垩纪梁弄和北漳岩体 (陈荣等, 2005)、赣南龙源坝花岗岩体 (陶继华等, 2013)、浙西北萧山-诸暨花岗岩体 (解怀生等, 2013) 等研究表明, 同时期中生代 I 型花岗岩往往具有壳幔混合的印迹。综上所述, I 型花岗岩的岩浆过程、源区性质乃至壳幔相互作用等问题仍需深入研究 (Castro et al., 2010; Marschall et al., 2012; Castro, 2013)。岩石由各种矿物组成, 矿物在结构、组成及成分上对岩浆演化有着直接的记录, 对矿物的研究可以深入了解成岩成矿的过程、岩石成因、构造环境、物化条件等信息。所以, 通过矿物化学及矿物的结构分析, 可以探讨岩石形成的过程及源区性质, 从而反演壳幔相互作用的影响 (Abdel-Rahman, 1994; Feeley, 1996; Hammarstrom et al., 1986; Blundy et al., 1990)。

华南地区中生代以来的岩浆作用和成矿作用

发育强烈, 海南岛地区的成岩成矿事件是华南地区成岩成矿事件的重要组成。燕山晚期以来, 海南岛岩浆活动呈现出岩石类型复杂、岩浆活动期次较多的特点, 近些年, 对海南岛燕山晚期火成岩的研究主要集中于地球化学、同位素及年代学等方面 (Xu et al., 2008, 2013; 陈沐龙等, 2008, 2014; Wang et al., 2012a, b; Jiang et al., 2014), 而缺乏系统详尽的岩石矿物学特征研究。海南岛西南部千家复式岩体形成于早白垩世晚期 (约 100 Ma), 笔者早期对其研究表明, 该复式岩体属于典型的 I 型花岗岩, 可能由中元古代高钾钙碱性变基性岩部分熔融形成, 成岩过程具有明显的壳幔相互作用, 形成于古太平洋板块俯冲作用影响下的伸展环境 (陈沐龙等, 2008, 2014)。本文选取海南岛燕山晚期代表性千家复式岩体, 通过野外调查、矿物化学研究, 从矿物化学方面对岩石的成因、成岩物理化学、矿物压力计等提供精确的约束。

1 区域地质背景

千家岩体地处海南岛西南部, 岩体形态呈环套式分布特征 (图 1), 其西北侵入下志留统陀烈组, 东部与早二叠世育才岩体接触, 岩体出露面积约为 255 km²。岩体中成矿作用强烈, 内部赋存多个矿床 (矿化点), 如石门山钨多金属矿床、石门山铅锌矿床、后万岭铅锌矿床、看树岭银矿床等多个矿床。岩体经历了多期岩浆活动, 为多次侵位形成, 其岩浆活动与成矿关系一直是关注的热点。

在以往的工作中, 该岩体被划分为 6 个侵入体, 岩性有中粒斑状角闪二长花岗岩、细粒黑云母钾长花岗岩、细中粒角闪黑云二长闪长岩、中粒黑云母钾

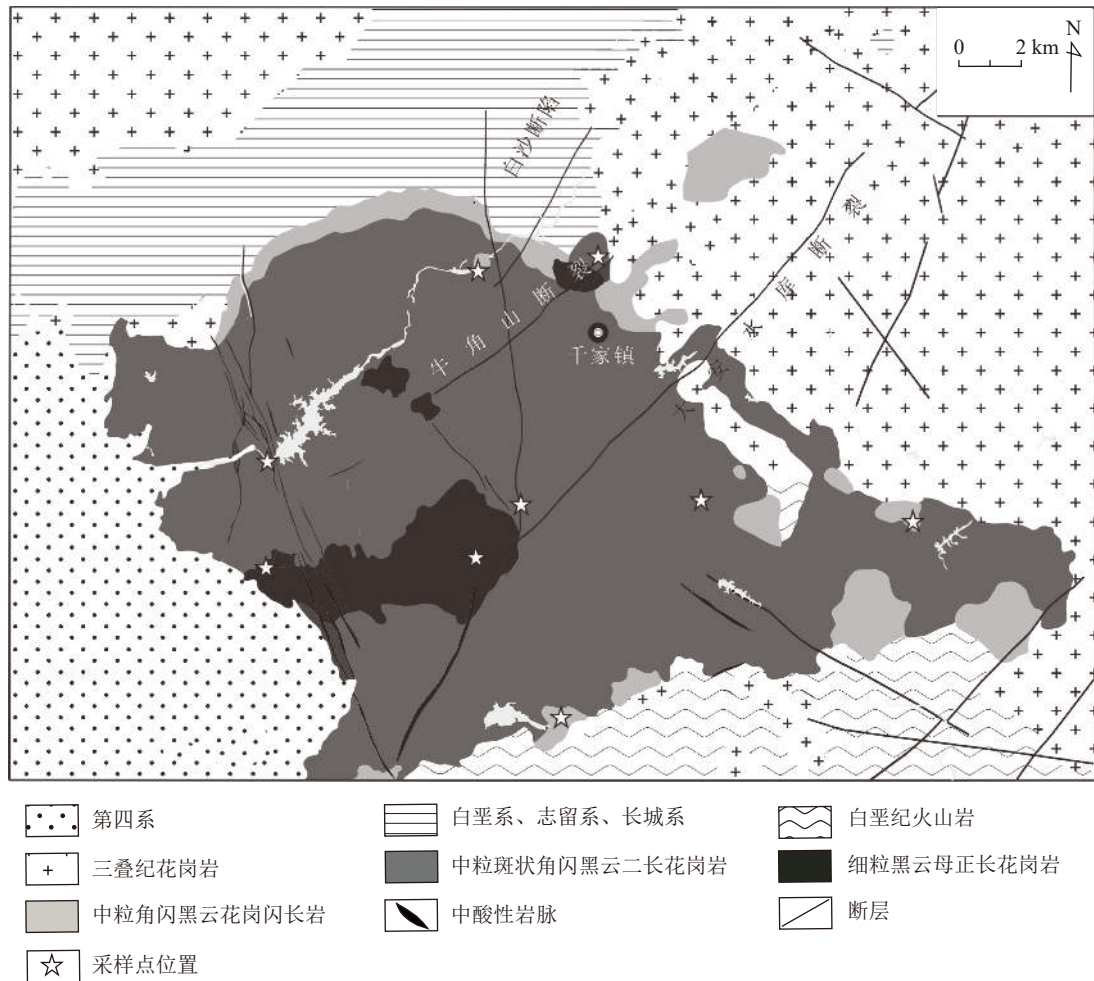


图 1 千家复式岩体地质简图(底图据陈沐龙等, 2014)

Fig. 1 Geologic sketch map of the Qianjia pluton

长花岗岩、中粒黑云角闪花岗岩闪长岩。陈沐龙等(2014)对千家岩体进行了精确的锆石 U-Pb 年代学研究, 认为各侵入体年龄结果相近, 均为 100 Ma 左右, 暗色微粒包体的侵位时代为 100 Ma, 与寄主岩石相近。本次结合野外地质现象及岩石分布特点, 将千家岩体划分为 3 种主要岩性, 分别为二长花岗岩、花岗闪长岩及正长花岗岩, 野外侵入期次从早到晚依次为: 花岗闪长岩→二长花岗岩→正长花岗岩。本文结合二长花岗岩中的花岗闪长质暗色微粒包体, 对千家岩体 4 种岩石类型进行矿物特征及矿物化学探讨。

2 样品分析测试方法

选取探针片, 在偏光显微镜下圈出待分析的矿物晶体, 挑选新鲜、无蚀变的样品进行拍照。矿物化学成分分析在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产

资源国家重点实验室(GPMR)完成, 实验仪器为电子探针仪(型号 JEOL JXA-8100)。实验条件为: 加速电压 15 kV, 束电流 2×10^{-8} A, 束斑直径 5 μm 。主要氧化物的分析误差约为 1%。使用的标样为橄榄石、金红石、镁铝榴石、蔷薇辉石、透辉石、硬玉、透长石。

3 矿物化学特征

千家复式岩体岩石类型主要有二长花岗岩、花岗闪长岩和正长花岗岩, 岩石中暗色矿物主要为角闪石和黑云母, 浅色矿物有碱性长石、斜长石及石英, 副矿物有磷灰石、榍石、磁铁矿等。本文选取暗色微粒包体及 3 种不同岩性中代表性的特征矿物: 黑云母、角闪石、斜长石、碱性长石, 进行电子探针分析, 并对分析结果进行探讨, 以厘定矿物特征及意义。

3.1 角闪石

角闪石电子探针测试数据及相关参数见表 1,

表 1 角闪石电子探针数据
Table 1 Electron microprobe analyses of the amphiboles %

元素	花岗闪长岩			二长花岗岩				正长花岗岩	MME(暗色微粒包体)		
	12LD02-2	12HN03-1	12HN03-2	12LD06-2	12LD07-1	12LD09-2	12HN17-1	12HN12-1	12HN03-3	12HN17-2	12HN17-4
SiO ₂	46.31	51.66	45.01	42.33	53.45	48.46	49.79	50.91	47.23	50.41	52.52
TiO ₂	1.18	0.50	0.28	2.31	1.03	0.55	1.90	0.27	0.83	1.70	0.17
Al ₂ O ₃	7.32	4.88	7.34	9.30	2.73	5.19	5.29	4.43	7.81	3.82	2.97
Cr ₂ O ₃	0.03	0.02	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00
TFeO	14.49	12.30	18.87	21.23	10.22	13.91	12.60	12.46	17.13	11.77	12.97
MnO	0.38	0.30	0.51	0.45	0.38	1.12	0.67	0.38	0.36	0.63	0.57
MgO	14.01	15.73	11.25	6.57	16.72	14.84	13.61	15.78	11.88	15.30	15.64
CaO	11.61	11.64	12.69	12.63	13.12	11.52	12.48	12.93	11.46	13.06	11.97
Na ₂ O	1.46	0.56	1.19	1.38	0.49	1.43	0.98	0.79	0.89	0.85	0.64
K ₂ O	0.76	0.34	0.74	1.42	0.14	0.52	0.53	0.37	0.58	0.24	0.16
总计	97.54	97.92	97.87	97.61	98.27	97.56	97.86	98.32	98.18	97.77	97.60
Si _T *	6.74	7.39	6.65	6.49	7.58	7.03	7.24	7.26	6.91	7.26	7.56
Al _T	1.26	0.61	1.28	1.51	0.42	0.89	0.76	0.74	1.09	0.65	0.44
Al _C	0	0.22	0	0.17	0.04	0.00	0.15	0.00	0.25	0	0.06
Fe ³⁺ _C	0.86	0.22	1.23	0.53	0.13	0.84	0.10	0.61	0.54	0.42	0.31
Ti _C	0.13	0.05	0.03	0.27	0.11	0.06	0.21	0.03	0.09	0.18	0.02
Mg _C	3.04	3.36	2.48	1.50	3.53	3.21	2.95	3.35	2.59	3.28	3.36
Fe ²⁺ _C	0.91	1.15	1.10	2.20	1.08	0.85	1.43	0.87	1.52	0.99	1.25
Mn _C	0.05	0	0.06	0.06	0.05	0.05	0.08	0.05	0	0.08	0.00
Fe ²⁺ _B	0	0.10	0	0	0	0	0	0	0.03	0	0
Mn _B	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.04	0.00	0.07
Ca _B	1.81	1.79	2.01	2.07	1.99	1.79	1.94	1.97	1.80	2.00	1.84
Na _B	0.19	0.08	0.00	0.00	0.01	0.12	0.06	0.03	0.13	0.00	0.09
Ca _A	0	0	0.01	0.07	0	0	0	0	0	0.01	0
Na _A	0.22	0.08	0.34	0.41	0.13	0.28	0.22	0.19	0.12	0.24	0.09
K _A	0.14	0.06	0.14	0.28	0.03	0.10	0.10	0.07	0.11	0.04	0.03
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.77	0.73	0.69	0.41	0.77	0.79	0.67	0.79	0.63	0.77	0.73

以 23 个氧原子和 13 个阳离子为标准计算阳离子数。Fe²⁺和 Fe³⁺的值采用电价差值法进行调整。

角闪石多呈自形—半自形的柱状、偶见发育简单双晶。在 Leake et al.(1997) 的角闪石分类图(图 2)中,绝大部分角闪石呈现 Ca_B≥0.5, (K+Na)_B≤0.50, Ca_A<0.5 的特点,落入镁闪石区域,属于镁质角闪石,部分落入阳起石区域(图 2-a)。角闪石整体 Ti 低(TiO₂<2.31%),二长花岗岩中 12LD06-2 样品投入到铁质角闪石类(图 2-b),其在偏光显微镜下偏绿色,属于铁韭闪石,除 12LD06-2 样品外,所有样品的 Mg/(Mg+Fe) 值较高(0.625~0.791),均属于富镁

角闪石。SiO₂ 含量多为 45%~53%,属于 SiO₂ 饱和和类型。角闪石的 Al 含量偏低,为 3%~8%。暗色微粒包体与二长花岗岩寄主岩的角闪石成分类似,表明岩浆在侵位时,寄主岩与暗色包体形成的物理化学条件相似。

3.2 黑云母

黑云母在千家岩体所有岩石类型中均出现,而且黑云母是岩浆岩重要的造岩矿物,岩浆活动的环境(成岩过程、岩浆源区及构造环境)对于黑云母的矿物特征有重要的影响,反之,黑云母的特征对于岩浆后期成矿元素富集的热液作用也有非常重要的指

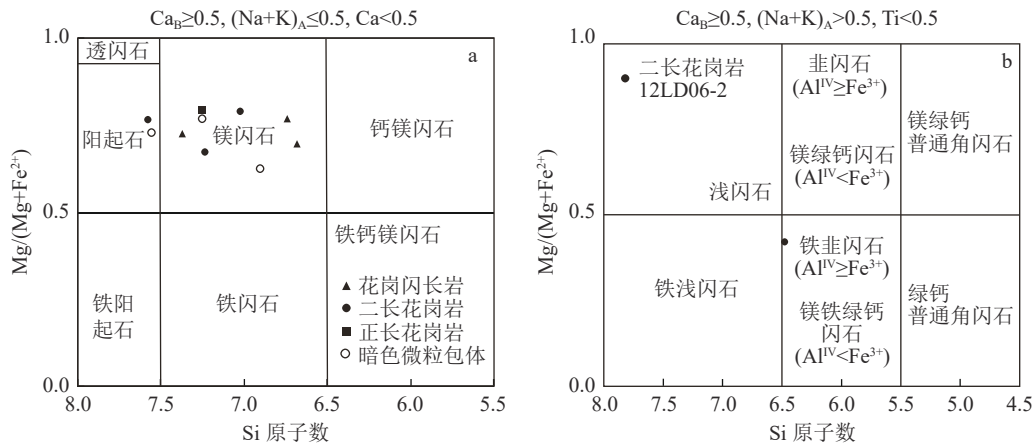


图 2 钙质角闪石分类图解(据 Leake et al., 1997)

Fig. 2 The classification diagrams of the amphiboles

a—角闪石分类图解($\text{CaB} \geq 0.5$, $(\text{K}+\text{Na})\text{B} \leq 0.50$, $\text{CaA} < 0.5$); b—角闪石分类图解($\text{CaB} \geq 0.5$, $(\text{K}+\text{Na})\text{B} > 0.50$, $\text{Ti} < 0.5$)

示意义(Wones et al., 1965; Beane et al., 1974; Kesler et al., 1975; Ford et al., 1978; Wones et al., 1989)。黑云母晶形较完好, 呈半自形—自形、片状, 个别桶状, 多色性较强, Np = 浅黄色, $\text{Ng} = \text{Nm}$ = 红褐色。部分黑云母发生了绿泥石化, 部分断续分布于矿物间隙, 呈条带状集合体状, 一般蚀变后周围析出细粒的磁铁矿。

本次测试的黑云母数据中, Fe^{2+} 和 Fe^{3+} 值采用林文蔚等(1994)的矿物化学计算方法进行校正, 该方法可以避免 Fe_2O_3 或 FeO 出现负值, 最后以 22 个氧原子为单位计算黑云母的阳离子数及相关参数。黑云母的电子探针分析结果如表 2 所示。在黑云母分类图解(图 3)中, 千家岩体花岗闪长岩中黑云母落入镁质黑云母区域; 二长花岗岩中黑云母落入镁质黑云母区域, 少数为铁质黑云母; 正长花岗岩中黑云母落入镁质黑云母区域, 只有一个样品点落入铁质黑云母区域; 暗色微粒包体黑云母类型落入镁质黑云母区域。整体上, 各类岩石中以镁质黑云母为主, 一般来说, 镁质黑云母形成于高温岩浆环境(任启江等, 1991)。

3.3 斜长石

通过显微镜观察, 部分斜长石可见环带结构, 环带结构与其形成的地质过程和环境密切相关, 反映了矿物结晶过程中, 岩浆的物理化学成分条件变化过程(吴平霄等, 1997)。斜长石可形成于岩浆演化的整个时期, 是研究区各类岩石中重要的造岩矿物。本文对千家复式岩体中斜长石开展了电子探针分析, 结果见表 3 和表 4。

在长石 An-Ab-Or 分类图解(图 4)上, 花岗闪长岩的 An 为 33~55, 斜长石牌号较高, 多属中长石类, 发育正环带, 其中一个核部点为拉长石, 形成于更基性的岩浆端元, 可能受岩浆幔源组分影响; 二长花岗岩的 An 为 23~37, 斜长石牌号较低, 属于更一中长石类, 发育正环带、反环带及振荡环带; 正长花岗岩的斜长石牌号 An 为 30~38, 属于中长石类, 发育振荡环带; 暗色微粒包体的 An 主要为 31~46, 属于中长石类, 发育反环带及振荡环带, 斜长石牌号与花岗闪长岩的比较接近, 比寄主岩二长花岗岩要高。总的来说, 岩石越基性, 斜长石牌号越高, 整体含钾量较低(1%~2%)。

3.4 碱性长石

碱性长石的电子探针分析结果见表 5。在长石 An-Ab-Or 分类图解(图 5)上将碱性长石的端元组成投图, 绝大部分碱性长石的钠长石含量较低, 属于正长石类。其中花岗闪长岩的 Or 为 86~90, 二长花岗岩的 Or 为 88~91, 正长花岗岩的 Or 为 91~94, 暗色微粒包体的 Or 为 91, 4 种岩性的钾长石含量基本相似, 都呈现高钾低钠的特征。

4 讨论

4.1 岩石类型

黑云母成分的研究对探讨岩浆岩成岩成矿具有重要的意义, 黑云母在一定程度上可以指示花岗岩的成因类型、主岩的岩石系列、成岩物质来源等(李鸿莉等, 2007; Betsi, 2013)。I 型花岗岩一般形成于较氧化的环境, 生成的铁-钛矿物以磁铁矿为主, 黑云

表 2 黑云母电子探针数据
Table 2 Electron microprobe analyses of the biotites

元素	花岗闪长岩		二长花岗岩						正长花岗岩					MME
	12LD02-	12HN03-	12LD06-	12LD06-	12LD09-	12HN17-	12HN18-	12HN18-	12HN11-	12HN11-	12HN11-	12HN11-	12HN12-	
	2	1	1	2	2	1	1	2	1	1	2	2	1	4
SiO ₂	37.08	38.16	35.63	36.89	36.61	37.91	36.50	36.62	26.97	33.34	31.18	30.78	29.83	37.67
TiO ₂	3.96	2.05	3.31	2.03	3.41	1.17	3.30	2.70	0.09	0.04	0.09	0.05	0.00	1.80
Al ₂ O ₃	13.76	14.93	14.15	14.57	13.79	14.08	15.06	15.46	20.45	17.30	20.39	20.44	17.00	13.86
Cr ₂ O ₃	0.00	0.04	0.06	0.03	0.01	0.07	0.01	0.00	0.03	0.12	0.02	0.00	0.00	0.02
TFeO	17.67	18.09	23.39	25.37	16.65	18.98	18.40	17.25	25.43	19.99	24.84	25.24	19.68	17.88
MnO	0.19	0.20	0.45	0.29	0.45	0.09	0.64	0.33	2.24	1.79	1.61	1.34	0.32	0.14
MgO	13.25	13.41	9.15	7.72	14.27	13.18	12.09	13.28	13.41	12.68	9.24	9.15	21.03	13.30
CaO	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13	0.30	0.29	0.26	0.04	0.00
Na ₂ O	0.11	0.03	0.20	0.08	0.12	0.16	0.08	0.15	0.00	0.28	0.16	0.14	0.03	0.10
K ₂ O	9.31	8.88	8.95	9.37	9.57	9.54	9.89	9.71	0.06	1.46	0.24	0.22	0.02	9.62
总计	95.32	95.79	95.30	96.35	94.87	95.16	95.96	95.50	88.80	87.29	88.07	87.60	87.94	94.37
Si ⁴⁺	5.58	5.67	5.52	5.68	5.54	5.74	5.51	5.50	4.40	5.33	5.01	4.98	4.72	5.73
Al ^{IV}	2.42	2.33	2.48	2.32	2.46	2.26	2.49	2.50	3.60	2.67	2.99	3.02	3.17	2.27
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00
T-site	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al ^{VI}	0.02	0.29	0.11	0.32	0.00	0.26	0.18	0.24	0.33	0.59	0.87	0.87	0.00	0.22
Ti ⁴⁺	0.45	0.23	0.39	0.24	0.39	0.13	0.37	0.31	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.21
Fe ³⁺	0.32	0.34	0.35	0.38	0.26	0.26	0.29	0.26	0.43	0.48	0.59	0.59	0.23	0.28
Fe ²⁺	1.90	1.92	2.68	2.89	1.85	2.15	2.03	1.90	3.04	2.19	2.75	2.82	2.27	2.00
Mn ⁴⁺	0.02	0.03	0.06	0.04	0.06	0.01	0.08	0.04	0.31	0.24	0.22	0.18	0.04	0.02
Mg ²⁺	2.97	2.97	2.11	1.77	3.22	2.98	2.72	2.98	3.26	3.02	2.21	2.21	4.97	3.02
M-site	5.68	5.77	5.70	5.64	5.77	5.78	5.67	5.73	7.38	6.53	6.65	6.68	7.51	5.73
Na ²⁺	0.03	0.01	0.06	0.02	0.03	0.05	0.02	0.04	0.00	0.09	0.05	0.04	0.01	0.03
K ⁺	1.79	1.68	1.77	1.84	1.85	1.84	1.90	1.86	0.01	0.30	0.05	0.04	0.00	1.87
A-site	1.82	1.69	1.83	1.86	1.88	1.89	1.93	1.91	0.01	0.38	0.10	0.09	0.01	1.89
Mg [#]	0.61	0.61	0.44	0.38	0.63	0.58	0.56	0.60	0.49	0.55	0.43	0.42	0.68	0.60
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ + Mg ²⁺)	0.39	0.39	0.56	0.62	0.36	0.42	0.43	0.39	0.48	0.42	0.55	0.56	0.31	0.40
Mg/(Mg+ Fe ^T)	0.57	0.57	0.41	0.35	0.60	0.55	0.54	0.58	0.48	0.53	0.40	0.39	0.66	0.57
Fe ³⁺	0.32	0.34	0.35	0.38	0.26	0.26	0.29	0.26	0.43	0.48	0.59	0.59	0.33	0.28
Al ^{VI} +Fe ³⁺ +Ti	0.79	0.85	0.84	0.94	0.64	0.64	0.84	0.81	0.77	1.07	1.47	1.47	0.33	0.70
Fe ²⁺ +Mn	1.93	1.94	2.74	2.93	1.91	2.16	2.11	1.95	3.35	2.43	2.97	3.00	2.31	2.02

母常为黑棕色, Al^{VI}较低(0.144~0.224)(Whalen et al, 1988), Mg[#]值介于 0.282~0.367 之间(徐克勤等, 1982), Mg[#]值较高, 介于 0.384~0.626 之间(徐克勤等, 1982), 而一般 S 型花岗岩以钛铁矿为主, 形成环境较还原, Al^{VI}一般较高(0.353~0.561)(Whalen et al, 1988), Mg[#]值介于 0.282~0.367 之间(徐克勤等, 1982), 千家岩体的 3 类岩石及暗色微粒包体中铁-钛矿物以磁铁矿为主, Al^{VI}较低(0.144~0.224), Mg[#]值较高, 介于 0.384~0.626 之间, 表现出 I 型花岗岩的特

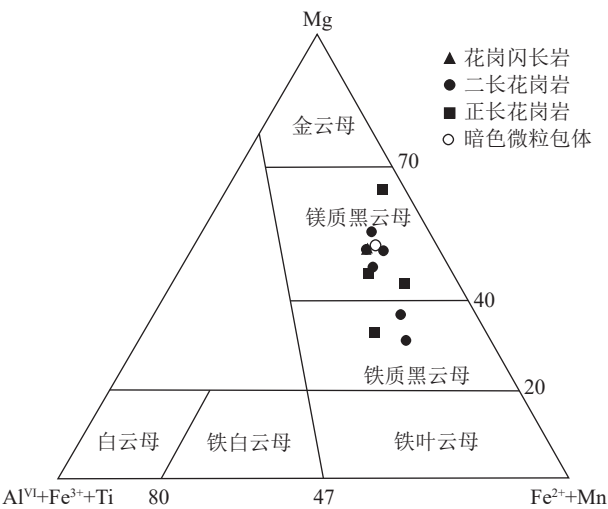


图 3 黑云母 $\text{Mg}-(\text{Al}^{\text{VI}}+\text{Fe}^{3+}+\text{Ti})-(\text{Fe}^{2+}+\text{Mn})$ 分类图解
(据 Foster, 1960)

Fig. 3 Chemical composition classification diagram
of the biotites

征。Abdel-Rahman(1994)研究认为, S 型花岗岩中黑云母相对富铝, I 型花岗岩中黑云母相对富镁, 而 A 型花岗岩中黑云母相对富铁。本次研究显示, 海南岛晚燕山期千家岩体中的黑云母主要为镁质黑云母, 同样也指示千家复式岩体岩石属于 I 型花岗岩, 该特征与岩体的地球化学数据得出的结论一致(陈沐龙等, 2008)。

Abdel-Rahman(1994)统计了世界上不同类型花岗岩中黑云母的组成后, 发现非造山带碱性花岗岩通常形成于贫水且温度较高的环境, 高 Fe 是晚期结晶的黑云母的典型特点, 而造山带钙碱性花岗岩, 在富水环境晚期结晶的黑云母会具有低 Fe、高 Mg 的特点, 利用此特点, 用黑云母 $\text{TFeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ 图解(图 6)可以有效区分花岗岩的类型。在图 6 中, 千家岩体除一个样品点落入钙碱性花岗岩区与过铝花岗岩区附近外, 其他样品点绝大部分落入钙碱性

表 3 花岗闪长岩和暗色微粒包体 (MME) 斜长石电子探针数据

Table 3 Electron microprobe analyses of the plagioclases in granodiorites and MMEs %

元素	花岗闪长岩环带						暗色微粒包体					
	12LD02-2			12HN03-2			12HN17-2		12HN17-4			
	边部	中部	核部	边部	中部	核部	中部	核部	边部	中部	核部	核部
SiO ₂	59.21	55.97	53.60	59.02	58.23	56.92	56.52	57.31	57.73	55.36	58.35	56.93
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	26.09	27.77	29.04	25.71	26.09	27.33	26.85	26.86	26.52	28.47	26.07	27.50
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.01	0.00	0.04	0.00	0.00	0.03
TFeO	0.22	0.15	0.20	0.19	0.27	0.18	0.23	0.27	0.20	0.23	0.15	0.23
MnO	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00
MgO	0.01	0.00	0.02	0.02	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
CaO	7.19	9.38	12.05	8.23	8.69	8.89	9.63	9.14	8.00	10.01	6.60	8.11
Na ₂ O	7.81	6.55	5.30	7.35	6.94	6.88	6.81	7.15	7.42	6.34	7.95	6.90
K ₂ O	0.31	0.19	0.15	0.37	0.40	0.23	0.18	0.22	0.20	0.15	0.42	0.19
总计	100.84	100.01	100.37	100.93	100.72	100.45	100.23	100.96	100.14	100.56	99.56	99.88
Si	2.63	2.52	2.42	2.62	2.60	2.55	2.54	2.56	2.59	2.48	2.62	2.56
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.36	1.47	1.55	1.35	1.37	1.44	1.42	1.41	1.40	1.50	1.38	1.45
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.34	0.45	0.58	0.39	0.42	0.43	0.46	0.44	0.38	0.48	0.32	0.39
Na	0.67	0.57	0.46	0.63	0.60	0.60	0.59	0.62	0.64	0.55	0.69	0.60
K	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
总计	5.03	5.03	5.04	5.03	5.02	5.03	5.04	5.05	5.04	5.04	5.04	5.02
An	33	44	55	37	40	41	43	41	37	46	31	39
Ab	65	55	44	61	58	58	56	58	62	53	67	60
Or	2	1	1	2	2	1	1	1	1	1	2	1

表 4 二长花岗岩和正长花岗岩斜长石电子探针数据

Table 4 Electron microprobe analyses of the plagioclases in monzonitic granites and syenogranites %

元素	二长花岗岩									正长花岗岩					
	12LD09-2			12LD10-1			12LD10-2			12HN18-1			12HN12-1		
	边部	中部	核部	边部	中部	核部	边部	中部	核部	边部	中部	核部	边部	中部	核部
SiO ₂	63.06	60.10	60.59	59.59	60.61	61.40	61.08	60.13	60.50	57.44	57.54	57.73	57.96	60.56	60.70
TiO ₂	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.05	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	24.29	25.32	25.28	25.12	24.97	24.97	24.61	24.83	25.00	26.93	26.53	26.40	25.76	25.04	24.80
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
FeO ^T	0.09	0.12	0.17	0.23	0.21	0.25	0.14	0.22	0.20	0.11	0.05	0.09	0.10	0.15	0.12
MnO	0.00	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.02
MgO	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.03	0.01	0.02
CaO	4.42	6.00	5.95	6.76	6.90	6.24	4.73	6.05	5.95	8.13	8.02	7.81	8.10	6.44	6.75
Na ₂ O	8.10	7.70	7.65	7.90	7.44	7.73	8.67	7.75	7.52	7.03	7.25	7.01	7.16	7.97	8.18
K ₂ O	0.40	0.49	0.48	0.50	0.36	0.49	0.29	0.58	0.54	0.20	0.24	0.32	0.35	0.38	0.26
总计	100.37	99.76	100.16	100.14	100.48	101.11	99.64	99.60	99.72	99.90	99.65	99.41	99.49	100.53	100.84
Si	2.77	2.68	2.69	2.66	2.69	2.70	2.72	2.69	2.70	2.58	2.59	2.60	2.61	2.69	2.69
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.26	1.33	1.32	1.32	1.30	1.29	1.29	1.31	1.31	1.42	1.41	1.40	1.37	1.31	1.29
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.21	0.29	0.28	0.32	0.33	0.29	0.23	0.29	0.28	0.39	0.39	0.38	0.39	0.31	0.32
Na	0.69	0.67	0.66	0.68	0.64	0.66	0.75	0.67	0.65	0.61	0.63	0.61	0.63	0.68	0.70
K	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
总计	4.95	5.00	4.99	5.03	4.99	4.99	5.01	5.00	4.98	5.02	5.03	5.01	5.02	5.01	5.02
An	23	29	29	31	33	30	23	29	29	39	37	37	38	30	31
Ab	75	68	68	66	65	67	76	68	67	60	61	61	60	68	68
Or	2	3	3	3	2	3	2	3	3	1	1	2	2	2	1

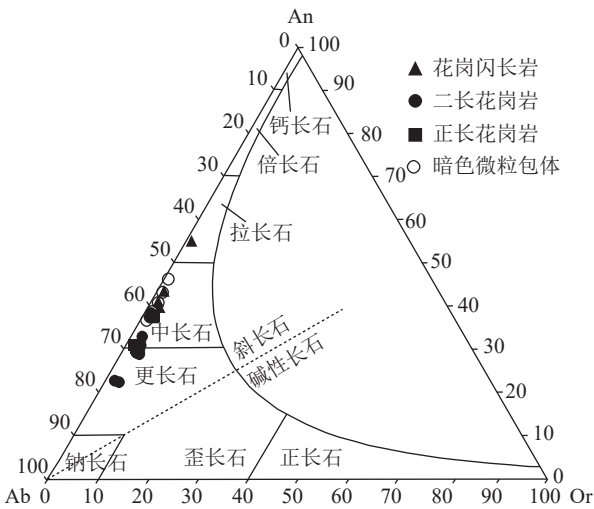


图 4 斜长石分类图解(据 Deer, 1992)

Fig. 4 Chemical composition classification diagram for the plagioclases

花岗岩区,可能暗示千家岩体的组成岩石不是过铝质而是钙碱性,表明海南岛晚燕山期代表性岩体的源区为钙碱性岩浆,这也与千家岩体全岩地球化学数据得出的结论一致(陈沐龙等,2008)。

4.2 岩浆混合作用

4.2.1 铁镁质包体的成因

对暗色微粒包体的研究有助于理解寄主岩石的形成演化过程,也是理解壳幔相互作用很好的指示剂。千家复式岩体出露多种不同形态的暗色微粒包体(简称 MME)(图 7)。关于暗色微粒包体的成因,一般有多种不同解释:一种认为其是深部的岩浆残余物或围岩捕虏体(张德全等,1988);第二种认为其是基性岩浆或与酸性岩浆混合作用后的混合岩浆形成的(Vernon et al., 1990; Barbarin et al., 1992);第三种认为其为花岗质岩浆经过熔离作用形成的

表 5 碱性长石电子探针数据

Table 5 Electron microprobe analyses of the alkali feldspars

%

元素	花岗闪长岩		二长花岗岩				正长花岗岩			MME
	12LD02-2	12HN03-2	12LD06-1	12LD06-1	12LD07-1	12LD07-1	12HN11-1	12HN11-2	12HN12-1	12HN17-4
SiO ₂	64.52	65.03	64.62	64.31	64.24	63.75	64.16	64.01	65.82	65.12
TiO ₂	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	19.39	18.76	19.32	19.49	19.27	19.40	19.53	18.99	18.44	19.30
Cr ₂ O ₃	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TFeO	0.06	0.10	0.06	0.00	0.08	0.02	0.02	0.04	0.08	0.06
MnO	0.02	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.05	0.04	0.05	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
Na ₂ O	1.04	1.48	1.19	1.28	1.16	0.97	0.68	1.05	0.84	0.95
K ₂ O	15.23	14.57	15.13	14.80	14.37	15.65	16.05	15.60	15.41	15.39
总计	100.3	99.99	100.4	99.96	99.17	99.80	100.5	99.69	100.6	100.8
An	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ab	9	13	11	12	11	9	6	9	8	9
Or	91	87	89	88	89	91	94	91	92	91

(Dahlquist et al., 2002)。在研究区发现暗色微粒包体(MME)的野外特征如下:花岗闪长岩中发育不规则形态闪长质 MME(图 7-a),二长花岗岩中可见 MME 内部混染进了寄主岩的钾长石斑晶(图 7-b);二长花岗岩的钾长石斑晶横跨于寄主岩和 MME(图 7-c);二长花岗岩中 MME 具暗色矿物形成的细粒边(图 7-d)。

在对千家复式岩体暗色微粒包体进行显微岩相

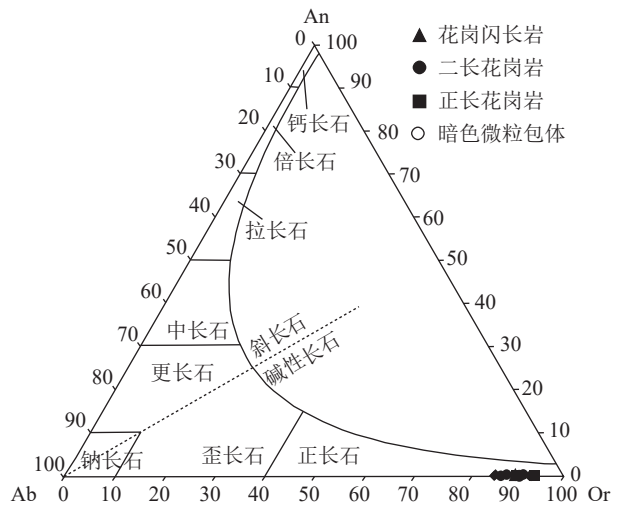


图 5 碱性长石分类图解(底图据 Deer, 1992)

Fig. 5 Chemical composition classification diagram for the alkali feldspars

学观察时,发现一些与岩浆混合作用有关的显微结构证据,例如嵌晶结构(图 8-a, d)、斜长石环带结构(图 8-c)及针状磷灰石(图 8-b)。这些现象均被认为是与岩浆混合有关的标记(Healy et al., 2004; Janoušek et al., 2004; 陈斌等, 2006)。

千家岩体中发育暗色微粒包体,根据包体的形态展布、矿物组合关系、与寄主岩石的接触关系等,认为研究区的暗色微粒包体应为岩浆混合作用形成。当高热的幔源岩浆与未完全固结的长英质岩浆

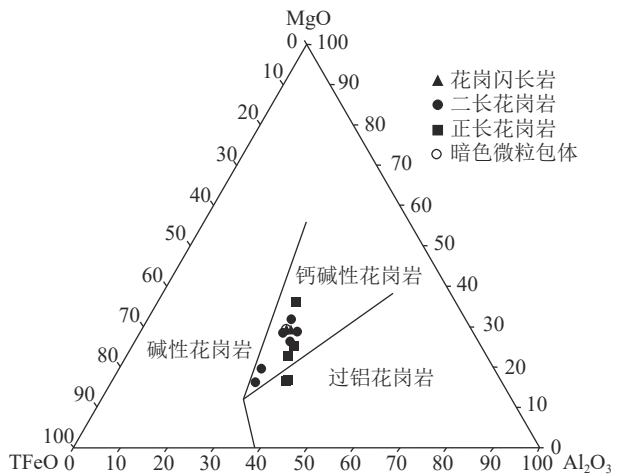


图 6 黑云母 TFeO-MgO-Al₂O₃ 图解

Fig. 6 Diagram of TFeO-MgO-Al₂O₃ for the biotites

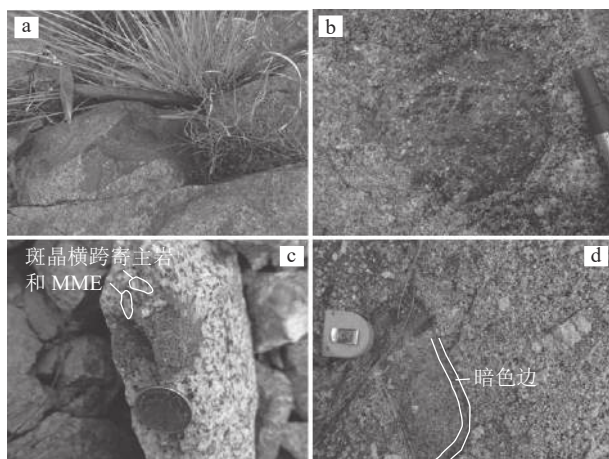


图7 千家复式岩体暗色微粒包体野外照片

Fig. 7 Field photos of the mafic enclaves in the Qianjia pluton

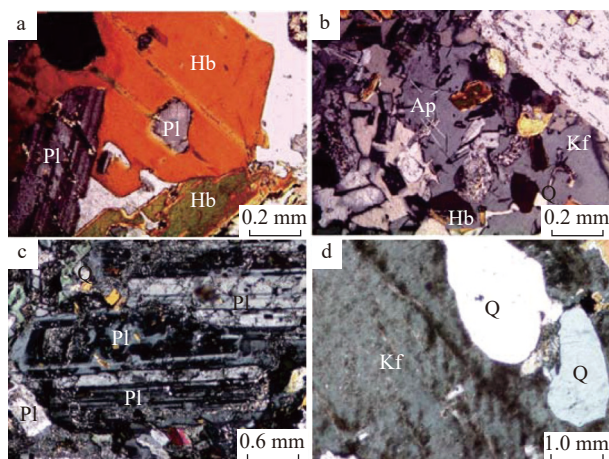


图8 千家复式岩体暗色微粒包体中的岩浆不平衡结构

Fig. 8 Magma unbalanced structures of the mafic enclaves in the Qianjia pluton

Pl—斜长石; Hb—角闪石; Kf—碱性长石; Ap—磷灰石; Q—石英

发生接触时,已经不能与长英质岩浆发生完全化学混合,只能机械混合(Fernandez et al., 1991),未完全混合的高温岩浆在长英质岩浆中淬冷,并在岩浆的对流作用中分散。这些岩石学及矿物学特征表明,岩浆混合作用可能是研究区岩石形成的主要作用。

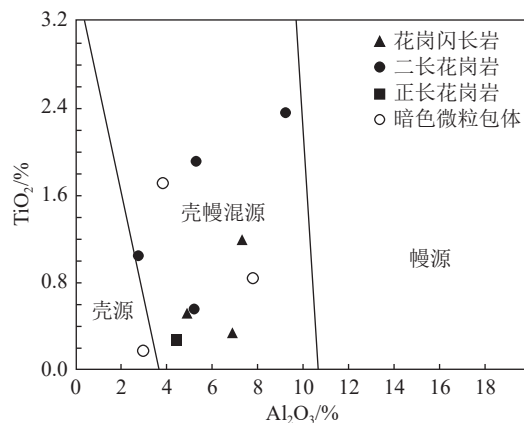
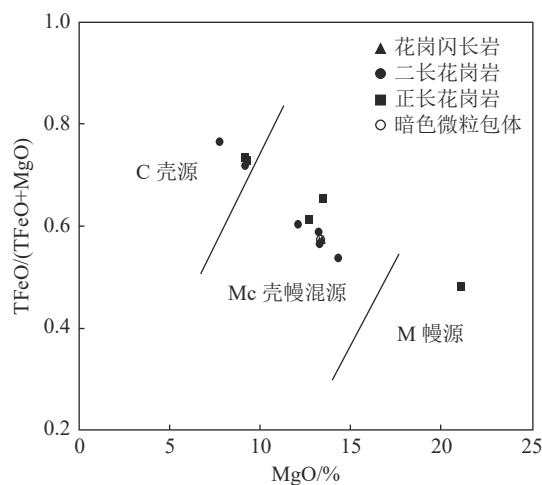
4.2.2 矿物地球化学证据

在角闪石成因类型 Al_2O_3 - TiO_2 判别图解(图9)中,角闪石成分位于壳幔混合线或附近,且偏向于壳源物质来源较多,说明其中的角闪石基本为壳源岩浆和幔源岩浆混合形成。

在黑云母 MgO - $TFeO/(MgO+TFeO)$ 源区图解(图10)中,千家复式岩体岩石中各类黑云母除有一个点落入幔源源区范围外,主要分布在壳幔混源区

域,部分分布于壳源-壳幔混源边缘,说明千家复式岩体源区为壳幔混源成因。另外,典型的壳源型黑云母中的 MgO 含量小于 6%,而幔源型黑云母中的 MgO 含量大于 15%(李胜荣等, 2006)。千家复式岩体中黑云母的 MgO 含量变化在 9.15%~14.27% 之间(除个别样品),说明其属于壳幔混源,表明千家侵入岩是壳幔混源型的。

在偏光显微镜下,可以看到斜长石发育环带结构,分别对环带斜长石的核部、中部及边部进行分析,结果显示,千家复式岩体岩石中斜长石斑晶成分变化复杂,有多种环带结构,如正环带、反环带,更多

图9 角闪石成因类型 Al_2O_3 - TiO_2 判别图解(据姜常义等, 1984; 陈光远, 1993)Fig. 9 Discrimination diagram of Al_2O_3 - TiO_2 for the amphiboles图10 黑云母 MgO - $TFeO/(MgO+TFeO)$ 源区图解(据周作侠, 1986)Fig. 10 MgO - $TFeO/(MgO+TFeO)$ discrimination diagram for biotites

的是振荡环带(由偏酸性和偏基性的带反复变化构成)(图 11),可能反映了寄主岩石、包体中斜长石斑晶复杂的成分变化和结构不平衡。斜长石环带的形成与结晶过程中地质过程环境密切相关,反映了岩浆熔体在结晶成岩过程中物理化学条件的变化(吴平霄等,1997)。

千家岩体呈环套状产出,在岩石学特征及地球化学特征(陈沐龙等,2008)上,千家岩体具有明显的成分演化与结构演化趋势,从岩体的中心至边部,岩石石英含量增多,暗色矿物变少,各类岩石的微量元素含量与 SiO_2 的含量也呈现出明显的线性正相关关系,暗色微粒包体的稀土元素含量相对主体岩石偏高,更富集稀土元素的端元是暗色微粒包体的形成条件,以及具有相对于海南古老基底抱板群(年龄为 1.43~1.77 Ga)更年轻的 Nd 模式年龄(T_{DM2} 为 1.28~1.46 Ga)(未发表资料)等,这些证据也从侧面佐证了千家岩体形成经历了岩浆混合作用。

4.3 成岩物理化学条件及其意义

4.3.1 成岩压力

实验岩石学表明,在结晶过程中,钙铝质角闪石的总铝含量与结晶压力之间存在明显的正相关关系,因此采用角闪石全铝压力计可以估算岩体的结晶深度。Schmidt(1992)在对前人经验公式进行修正的基础上,得出角闪石的全 Al 压力计公式:

$$p(1 \times 10^8 \text{ Pa} \pm 0.6 \times 10^8 \text{ Pa}) = 4.76 \text{ Al}^{\text{T}} - 3.01, r^2 = 0.99$$

式中, Al^{T} 代表角闪石全 Al 含量。据此公式计算了研究区花岗岩及暗色微粒包体中的角闪石形成压力,花岗闪长岩的压力为 $2.96 \sim 3.07 \times 10^3 \text{ bar}$,二长花岗岩的压力为 $0.61 \sim 4.17 \times 10^3 \text{ bar}$,正长花岗岩的

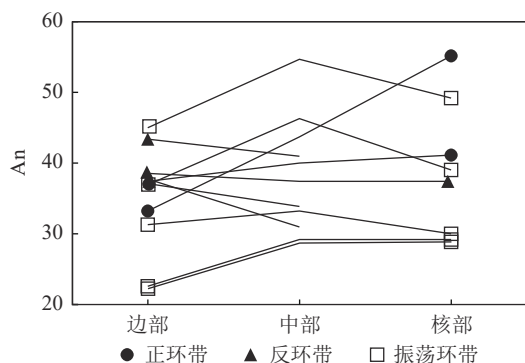


图 11 斜长石环带特征

Fig. 11 Diagram of annulus zoned plagioclase for the plagioclases

压力为 $0.52 \times 10^3 \text{ bar}$,暗色微粒包体的压力为 $0.34 \times 10^3 \text{ bar}$ 。如果地壳密度按 2.65 g/cm^3 计算,花岗闪长岩的角闪石形成深度为 11.4~11.8 km;二长花岗岩的角闪石形成深度变化较大,为 2.3~16.1 km,平均为 5.99 km;正长花岗岩的角闪石形成深度为 2.0 km;而二长花岗岩中暗色微粒包体的角闪石形成深度为 8.4 km,与寄主岩相似。正长岩及暗色微粒包体的压力计算结果很低,而公式的误差对其影响较大,但总体上角闪石的形成深度从深到浅依次为花岗闪长岩→二长花岗岩→暗色微粒包体→正长花岗岩。

4.3.2 成岩氧逸度

Wones et al.(1965)通过研究认为,黑云母在与磁铁矿和钾长石共生的情况下,其 Fe^{3+} , Fe^{2+} 和 Mg^{2+} 原子百分数可以用来估计岩浆的氧逸度。从图 12 可以看出,花岗岩中黑云母样品点基本都落在 Ni-NiO 缓冲线和 $\text{Fe}_3\text{O}_4\text{-Fe}_2\text{O}_3$ 缓冲线之间,更靠近 Ni-NiO 缓冲线,表明黑云母形成时的岩浆体系氧逸度低。

5 结 论

(1)千家复式岩体电子探针数据表明,千家复式岩体的暗色包体和寄主岩的角闪石成分相似,均属于富镁角闪石,黑云母主要为镁质黑云母,斜长石主要为拉-更长石类,碱性长石属于正长石类。矿物化学成分数据 displays,千家岩体的成因类型属于 I 型花岗

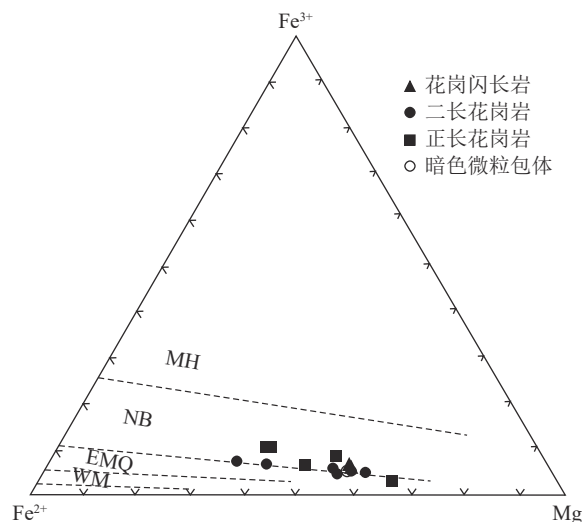


图 12 黑云母组成与氧缓冲剂相关图解

(据 Wones et al., 1965)

Fig. 12 Diagram of oxygen fugacity for the biotite
MH— $\text{Fe}_3\text{O}_4\text{-Fe}_2\text{O}_3$; NB—Ni-NiO; EMQ— $\text{Fe}_2\text{SiO}_4\text{-Fe}_3\text{O}_4 + \text{SiO}_2$;
WM— $\text{FeO-Fe}_3\text{O}_4$

岩,与岩体的地球化学数据一致,可能暗示其源区属钙碱性岩浆。

(2)岩体及暗色微粒包体的野外特征及岩相学证据表明,岩体在形成过程中经历了壳-幔岩浆的混合作用。矿物化学数据表明,角闪石为壳源岩浆和幔源岩浆混合形成,黑云母属于壳幔混源成因,斜长石发育的正环带、反环带及振荡环带侧面记录了岩浆混合作用的影响。综合来说,岩石及矿物化学证据均表明,岩浆混合作用可能是本区岩石形成的主要成因。

(3)千家复式岩体中黑云母矿物化学数据表明,其形成环境氧逸度较低。

致谢:感谢审稿专家对本文提出的宝贵意见和建议;本文撰写过程中得到中国地质大学(武汉)王连训教授的帮助,在此表示衷心感谢。

参考文献

- Abdel-Rahman A F M. 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas[J]. *Journal of Petrology*, 35(2): 525–541.
- Barbarin B, Didier J. 1992. Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas[J]. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 83(1/2): 145–153.
- Beane R E. 1974. Biotite stability in the porphyry copper environment[J]. *Economic Geology*, 69(2): 241–256.
- Betsi T B L D R. 2013. Chemical composition of rock-forming minerals in granitoids associated with Au-Bi-Cu, Cu-Mo, and Au-Ag mineralization at the Freegold Mountain, Yukon, Canada: magmatic and hydrothermal fluid chemistry and petrogenetic implications[J]. *International Geology Review*, 55(6): 657–691.
- Blundy J D, Holland T J B. 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer[J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 104(2): 208–224.
- Castro A, Gerya T, García-Casco A, et al. 2010. Melting relations of MORB-sediment mélanges in underplated mantle wedge plumes: implications for the origin of cordilleran-type batholiths[J]. *Journal of Petrology*, 51(6): 1267–1295.
- Castro A. 2013. Tonalite-granodiorite suites as cotectic systems: A review of experimental studies with applications to granitoid petrogenesis[J]. *Earth-Science Reviews*, 124: 68–95.
- Clemens J D, Stevens G, Farina F. 2011. The enigmatic sources of I-type granites: the peritectic connexion[J]. *Lithos*, 126(3): 174–181.
- Dahlquist A. 2002. Mafic microgranular enclaves: early segregation from metaluminous magma (Sierra de Chepes), Pampean Ranges, NW Argentina[J]. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(6): 643–655.
- Deer W A, Howie R A, Zussman J. 1992. An Introduction to the Rock Forming Minerals[M]. (2nd Edition). Harlow: Longman Group: 1–232.
- Douce A E P. 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas?[J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 168(1): 55–75.
- Feeley T C, Sharp Z D. 1996. Chemical and hydrogen isotope evidence for in situ dehydrogenation of biotite in silicic magma chambers[J]. *Geology*, 24(11): 1021–1024.
- Fernandez A, Barbarin B. 1991. Relative rheology of coeval mafic and felsic magmas: nature of resulting interaction processes and shape and mineral fabrics of mafic microgranular enclaves[C]//*Enclaves and Granite Petrology*: 263–275.
- Ford J H A. 1978. Chemical study of alteration at the Panguna porphyry copper deposit, Bougainville, Papua New Guinea[J]. *Economic Geology*, 73(5): 703–720.
- Foster M D. 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas[J]. *US Geological Survey Professional Paper*, 354B: 11–49.
- Gray C M, Kemp A. 2009. The two-component model for the genesis of granitic rocks in southeastern Australia—Nature of the metasedimentary-derived and basaltic end members[J]. *Lithos*, 111(3): 113–124.
- Hammarstrom J, Zen E. 1986. Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer[J]. *Am. Miner.*, 71(11/12): 1297–1313.
- Healy B, Collins W J, Richards S W. 2004. A hybrid origin for Lachlan S-type granites: the Murrumbidgee Batholith example[J]. *Lithos*, 78(1/2): 197–216.
- Janoušek V, Braithwaite C J R, Bowes D R, et al. 2004. Magma-mixing in the genesis of Hercynian calc-alkaline granitoids: an integrated petrographic and geochemical study of the Sázava intrusion, Central Bohemian Pluton, Czech Republic[J]. *Lithos*, 78(1/2): 67–99.
- Jiang X Y, Li X H. 2014. In situ zircon U-Pb and Hf-O isotopic results for ca. 73Ma granite in Hainan Island: Implications for the termination of an Andean-type active continental margin in Southeast China[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 82: 32.
- Keay S, Collins W J, McCulloch M T. 1997. A three-component Sr-Nd isotopic mixing model for granitoid genesis, Lachlan fold belt, eastern Australia[J]. *Geology*, 25(4): 307–310.
- Kemp A, Hawkesworth C J, Foster G L, et al. 2007. Magmatic and crustal differentiation history of granitic rocks from Hf-O isotopes in zircon[J]. *Science*, 315(5814): 980–983.
- Kesler S E, Issigonis M J, Brownlow A H, et al. 1975. Geochemistry of biotites from mineralized and barren intrusive systems[J]. *Economic Geology*, 70(3): 559–567.
- Leake B E. 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names[J]. *Mineralogical Magazine*, 61(405): 295–321.
- Marschall H R, Schumacher J C. 2012. Arc magmas sourced from mélange diapirs in subduction zones[J]. *Nature Geoscience*, 5(12): 862–867.
- Roberts M P, Clemens J D. 1993. Origin of high-potassium,

- talc-alkaline, I-type granitoids[J]. *Geology*, 21(9): 825–828.
- Schmidt M W. 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer[J]. *Contrib. Mineral.*, 110: 304–310.
- Soesoo A. 2000. Fractional crystallization of mantle - derived melts as a mechanism for some I - type granite petrogenesis: an example from Lachlan Fold Belt, Australia[J]. *Journal of the Geological Society*, 157(1): 135–149.
- Vernon R H. 1990. Crystallization and hybridism in microgranitoid enclave magmas: Microstructural evidence[J]. *Journal of Geophysical Research*, 95(B11): 17849–17859.
- Wang Q, Li X H, Jia X H, et al. 2012a. Late Early Cretaceous adakitic granitoids and associated magnesian and potassium - rich mafic enclaves and dikes in the Tunchang-Fengmu area, Hainan Province (South China): Partial melting of lower crust and mantle, and magma hybridization[J]. *Chemical Geology*, 328: 222–243.
- Wang X C, Li Z X, Li X H, et al. 2012b. Temperature, Pressure, and Composition of the Mantle Source Region of Late Cenozoic Basalts in Hainan Island, SE Asia: A consequence of a young thermal mantle plume close to subduction zones?[J]. *Journal of Petrology*, 53(1): 177–233.
- Whalen J B, Chappell B W. 1988. Opaque mineralogy and mafic mineral chemistry of I- and S-type granites of the Lachlan fold belt, southeast Australia[J]. *American Mineralogist*, 3/4(73): 281–296.
- Wones D R, Eugster H P. 1965. Stability of biotite-experiment theory and application[J]. *American Mineralogist*, 50(9): 1228.
- Wones D R. 1989. Significance of the assemblage titanite+ magnetite+ quartz in granitic rocks[J]. *American Mineralogist*, 74(7/8): 744–749.
- Xu D R, Xia B, Bakun-Czubarow N, et al. 2008. Geochemistry and Sr-Nd isotope systematics of metabasites in the Tunchang area, Hainan Island, South China: Implications for petrogenesis and tectonic setting[J]. *Mineralogy and Petrology*, 92(3): 361–391.
- Xu D R, Wang Z L, Cai J X, et al. 2013. Geological characteristics and metallogenesis of the shilu Fe-ore deposit in Hainan Province, South China[J]. *Ore Geology Reviews*, 53: 318–342.
- 陈斌, 刘超群, 田伟. 2006. 太行山中生代岩浆作用过程中的壳幔岩浆混合作用: 岩石学和地球化学证据[J]. *地学前缘*, 13(2): 140–147.
- 陈光远. 1993. 胶东郭家岭花岗岩闪长岩成因矿物学与金矿化[M]. 武汉: 中国地质大学出版社.
- 陈沐龙, 李孙雄, 曾雁玲, 等. 2008. 海南岛白垩纪千家岩体岩石地球化学特征及其成矿作用分析[J]. *矿产与地质*, 22(1): 36–42.
- 陈沐龙, 马昌前, 吕昭英, 等. 2014. 海南岛千家复式岩体锆石 U-Pb 年代学及其地质意义[J]. *地质科技情报*, 33(6): 1–10.
- 陈荣, 邢光福, 杨祝良, 等. 2005. 浙东白垩纪北漳和梁弄花岗岩体及其暗色岩石包体研究[J]. *高校地质学报*, 11(2): 264–275.
- 姜常义, 安三元. 1984. 论火成岩中钙质角闪石化学特征和它们的成因意义[J]. *矿物岩石*, 8(3): 1–9.
- 解怀生, 张建芳, 龚瑞君, 等. 2013. 浙西北萧山—诸暨地区晚中生代侵入岩地球化学特征及构造意义[J]. *地质找矿论丛*, 28(3): 424–433.
- 李鸿莉, 毕献武, 胡瑞忠, 等. 2007. 芙蓉锡矿田骑田岭花岗岩黑云母矿物化学组成及其对锡成矿的指示意义[J]. *岩石学报*, 23(10): 2605–2614.
- 李胜荣, 孙丽, 张华锋. 2006. 西藏曲水碰撞花岗岩的混合成因: 来自成因矿物学证据[J]. *岩石学报*, 22(4): 884–894.
- 李艳军, 魏俊浩, 姚春亮, 等. 2009. 浙东南石平川花岗岩体 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学及构造意义[J]. *地质评论*, 55(5): 673–684.
- 林文蔚, 彭丽君. 1994. 由电子探针分析数据估算角闪石、黑云母中的 Fe^{3+} 、 Fe^{2+} [J]. *长春地质学院学报*, 24(2): 155–162.
- 邱检生, 胡建, 王孝磊, 等. 2005. 广东河源白石岗岩体: 一个高分异的 I 型花岗岩[J]. *地质学报*, 79(4): 503–514.
- 任启江, 杨荣勇, 孙冶东, 等. 1991. 安徽庐江巴家滩岩体岩浆结晶的物理化学条件及其研究意义[J]. *矿物岩石*, (3): 48–55.
- 陶继华, 李武显, 李献华, 等. 2013. 赣南龙源坝地区燕山期高分异花岗岩年代学、地球化学及锆石 Hf-O 同位素研究[J]. *中国科学: 地球科学*, 43(5): 770–788.
- 吴平霄, 吴金平, 肖文丁, 等. 1997. 斜长石环带的成因机制[J]. *地质地球化学*, (4): 40–49.
- 徐克勤, 孙鼎, 王德滋, 等. 1982. 华南两类不同成因花岗岩岩石学特征[J]. *岩矿测试*, 1(2): 1–12.
- 张德全, 孙桂英. 1988. 中国东部花岗岩[M]. 武汉: 中国地质大学出版社.
- 周作侠. 1986. 湖北丰山洞岩体成因探讨[J]. *岩石学报*, (1): 59–70.